

Геология и полезные ископаемые

УДК 553.411.071:553.078.2

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ОБРАЗОВАННЫХ В НЕСЛАНЦЕВОМ И ЧЕРНОСЛАНЦЕВОМ СУБСТРАТЕ.

Ч. 1. Бериккульское месторождение (Кузнецкий Алатау)

И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов, В.Г. Мартыненко*, А.В. Верхоzin*

Томский политехнический университет
E-mail: kucherenko@ru.ru

*ООО «Ленская золоторудная компания», г. Бодайбо
E-mail: VerkhozinAV@polyusgold.com

Цель сравнительного исследования заключается в поисках вероятных причин существенно различных промышленных параметров мезотермальных месторождений золота, образованных в толщах углеродистых терригенных сланцев с их крупными и уникальными запасами, но низкими содержаниями металла, с одной стороны, и в различном ином субстрате с относительно малыми запасами, но высокими содержаниями золота, с другой. Ранее было показано, что месторождения обеих совокупностей однородны по геолого-генетическим показателям.

На примере глубоко вскрытого (700 м) Бериккульского и нового детально разведанного (Чертово Корято) месторождений рассмотрены поэтапная последовательность формирования, морфология, соподчиненность, кинематика разломов, их роль в размещении оруденения. Анализируются планы тектонических деформаций, обсуждаются динамические режимы образования разломов. Сделан вывод, согласно которому указанные различия параметров оруденения при сходных планах силовых полей определяются при прочих равных условиях строением среды рудообразования.

В первой части статьи приведены материалы по Бериккульскому месторождению, во второй – по месторождению Чертово Корято. В обеих частях описаны структурно-динамические модели соответствующих месторождений, во второй части, кроме того, обсуждаются результаты и формулируются общие выводы.

Ключевые слова:

Бериккульское месторождение, сланцевый и несланцевый субстрат, структура месторождения, дайки, кварцевые жилы, колчеданные залежи, структурно-динамическая модель.

Введение

Существующие представления о происхождении мезотермальных золотых месторождений сформулированы в четырех альтернативных концепциях с промежуточными вариантами.

Гранитогенная концепция предполагает генерацию металлонесущих растворов в очагах гранитной магмы, следовательно, – генетическую связь месторождений с гранитами [1–4]. Согласно базальтогенной концепции, источниками растворов и золота служат верхнемантийные – нижнекоровые магматические очаги [5–9], кроме того, источниками золота – базиты, ультрабазиты фундамента при участии промежуточных гранитных расплавов, обогащенных мантийным и нижнекоровым золотом при палингенезе коры под воздействием мантийных флюидов [10–12].

Сфера приложения метаморфогенной концепции – толщи углеродистых терригенных сланцев осадочных бассейнов разного возраста, считаю-

щиеся обогащенными золотом в процессе седиментации и/или регионального зонального метаморфизма. Они рассматриваются в качестве источника сосредоточенного в рудах золота [13–16].

В приложении к уникальным месторождениям сланцевого типа приобрела популярность идея полигенного и полихронного рудообразования со ступенчатым, в рамках нескольких сменявшихся один другой во времени геологических процессов, накоплением металлов [17–21].

Многообразие концепций и их вариантов, каждая из которых справедлива в приложении к одним объектам, но не адекватна другим, отчасти можно объяснить явлениями конвергенции рудообразования, которая доказана в аспекте связей магматизма и геодинамики [22, 23], рудообразования и геодинамики [7, 24–26] и возможна в приложении к золотым месторождениям в аспекте связей рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Чаше приходится иметь дело с многообразием представлений об условиях образования одного и того же

месторождения, отражающим противоречивость выводов и стимулирующим дальнейшие поиски верных решений.

В ряде золотых месторождений позднепротерозойского, ранне-, средне- и позднепалеозойского возраста, залегающих в разнообразном кристаллическом субстрате и в черносланцевых толщах золоторудных районов южного горно-складчатого обрамления Сибирского кратона, накоплены факты, раскрывающие геологическую обусловленность процессов образования мезотермального золотого оруденения и его генетическую сущность. Эти факты составляют основу непротиворечивой системы доказательств геолого-генетической однородности месторождений сланцевого и несланцевого типов и в кратком изложении заключаются в следующем.

Во всех случаях месторождения контролируются глубинными и опережающими их разломами. Пространственные и временные соотношения оруденения с производными магматизма, в том числе в ареалах предшествующего регионального метаморфизма сланцевых толщ, отражают повторяющуюся в разных золоторудных районах и в обозначенные выше эпохи одну и ту же последовательность геологических событий. Последние не выходят за пределы временных интервалов функционирования пегматитогенетических процессов, достигающих десятков миллионов лет [5, 27]. Эти процессы, инициированные активизацией мантии, создают флюидно-магматические комплексы и мезотермальные золотые месторождения в их составе [6, 7].

Руды месторождений сланцевого и несланцевого типов сложены четырьмя-пятью минеральными комплексами, которые созданы в температурном диапазоне 750...50 °С и содержат признаки образования в режиме пульсационного функционирования гидротермальных систем [28–43]. Газо-водные, иногда существенно газовые гомогенные хлоридные растворы допродуктивных стадий сменяются углекислотно-водными вскипавшими с отделением CO₂ растворами главной продуктивной стадии и далее слабо солеными относительно холодноводными растворами послепродуктивной стадии. При этом, кристаллизация ранних зарождений кварца каждого последующего комплекса происходила при более высоких температурах сравнительно с температурами образования поздних зарождений кварца каждого предшествующего комплекса. Градиент температур достигает 50...100 °С [28, 38] и даже 200...300 °С [37]. Отложение основной массы золота во всех случаях происходит в температурном диапазоне 280...160 °С из вскипавших или кипевших растворов.

Наборы газов в вакуолях минералов кварцево-жильных и прожилково-вкрапленных апосланцевых руд Енисейского и Бодайбинского районов, как и продуктивных кварцевых жил, образованных в гнейсах, гранитоидах и других породах Ирокиндинского, Кедровского, Каралонского и других рудных полей, единообразны и включают CO, CO₂, H₂, N₂, CH₄, C₂H₆, C₃H₈, а степень окисленности

углерода возрастает вверх по восстанию рудных тел при единообразном изменении степени газонасыщенности включений в сульфидах, золоте, кварце [30, 31, 38, 39, 44, 45].

Рудовмещающие и околорудные метасоматические ореолы, как правило, представляют сочетание березитовой в тыловых зонах и пропилитовой в промежуточных и внешней их зонах формаций [46–50] при наличии в апосланцевых ореолах некоторых особенностей [51, 52]. Изотопные отношения углерода карбонатов околорудных метасоматитов и руд обычно близки метеоритному стандарту $\delta^{13}\text{C} = -(5...9) \text{‰}$, как и изотопные отношения серы сульфидов в рудах, образованных в кристаллическом субстрате $\delta^{34}\text{S} = +5...-5 \text{‰}$. Разброс изотопных отношений серы сульфидов в месторождениях апосланцевого типа достигает больших значений, нередко в направлении обогащения тяжелым изотопом вследствие, как полагают [53], заимствования при рудообразовании части изотопно тяжелой серы из вмещающих пород.

В ряде месторождений в обрамлении рудоконтролирующих глубинных разломов апосланцевые, апогранитные и образованные в других породах околорудные метасоматиты, отчасти руды, а также аподолеритовые метасоматиты внутрирудных даек-флюидопроводников обогащены рядом фемофильных элементов (P, Ti, Mg, Fe, Mn), отражающих петрохимическое своеобразие ультраосновных, основных и производных из ультраосновных и основных расплавов щелочных пород [54–56]. Синхронная со снижением запасов золота в рудных телах по мере удаления от глубинных разломов постепенная смена высококонтрастных аномалий этих элементов кларковыми их содержаниями подчеркивает раствороподводящую функцию рудоконтролирующих глубинных разломов. Поступление в области рудообразования с металлоносными растворами фемофильных элементов в сочетании с другими фактами рассматривается как признак участия в создании месторождений субстрата мантии и «базальтовых» низов коры, следовательно, — генерации металлоносных растворов на этих или больших глубинах.

Структура геохимических полей в разных породах околорудного, междурудного пространства подчиняется структуре крупнообъемных зональных околорудных метасоматических ореолов. За пределами и во фронтальной их зоне породы содержат металлы, в том числе золото, при низкой дисперсии их распределения на уровне кларков. В направлении к тыловым зонам и к рудным телам концентрации металлов, дисперсии их распределения, золото-серебряное отношение, корреляционные связи золота с серебром и рядом других металлов возрастают от одной минеральной зоны к другой и достигают максимальных значений в тыловой зоне [50]. При этом, уровень накопления золота в последней прямо коррелирует с содержанием золота в рудах, а золото-серебряное отношение здесь стре-

мится к такому в рудных телах. Геохимические ореолы занимают меньшие объемы, чем околорудные метасоматические, вписываются в последние и представляют следствие рудообразования, а не его причину.

Таким образом, геохимические исследования, методически ориентированные, в отличие от практикуемых методов поисковой геохимии, на вскрытие геологической истории металлов в сланцевых толщах и другом субстрате, завершились противоположным популярным представлением о породных источниках золота выводом, согласно которому сверхкларковые массы золота и других металлов поступают при рудообразовании в руды и сопровождающие их ореолы рассеяния извне, — по совокупности признаков, — из мантийного и нижнекорового субстрата.

Вместе с тем, между не конвергентными, как это следует из анализа приведенных фактов, месторождениями противопоставляемых многими специалистами двух совокупностей существует известное различие. Оно заключается в том, что месторождения сланцевого типа нередко обладают крупными (сотни-тысячи тонн) запасами золота при низких (до первых г/т) содержаниях металла в отличие от месторождений, образованных в кристаллическом субстрате, обладающих много меньшими (до сотни тонн) запасами, но более высокими (многие г/т ... десятки г/т) содержаниями. Очевидно, существуют причины этого, которые требуется искать в интересах совершенствования теории рудообразования и прогнозно-поисковых критериев. Одна из причин, возможно, связана с явлениями многоэтапного концентрирования золота в сланцевых толщах, скажем от этапа седиментации к этапу последующего регионального метаморфизма и далее рудообразования. Возможны и другие варианты сочетаний геологических процессов [21].

Другая вероятная причина обсуждается ниже. Чтобы ее найти, потребовалось выполнить сравнительный анализ структуры двух хорошо открытых месторождений, одно из которых, — Бериккульское, образовано в массивных покровных базальтах, второе, — Чертово Корыто — в толще углеродистых сланцев. Выбор месторождений определился также тем, что рудовмещающие и сопутствующие структуры обоих образовались, согласно реконструкции, в условиях функционирования силовых полей одинакового плана. Последнее важно для достижения максимально корректных результатов. Главный из них выражен в представлении, согласно которому масштабы месторождений и богатство руд определяются при прочих равных условиях внутренним устройством (структурой) вмещающей руды среды и ее ближнего окружения.

Бериккульское месторождение

Бериккульское месторождение расположено в северной части Кузнецкого Алатау в 70 км к югу от ст. Тяжин Транссибирской железной дороги (рис. 1).



Рис. 1. Географическое положение Бериккульского месторождения

Геологическая позиция Бериккульского месторождения

В геологическом развитии региона выделяется [1] несколько этапов (рис. 2): океанический (R_3-E_1), окраинно-континентальный (R_3-E_1), островодужный ($V-E_2^1$), коллизионный (E_2^2-S), рифтогенные внутриплитные континентальные ($D_{1-2}-K$).

Офиолитовый структурно-вещественный комплекс океанического этапа формировался в северной части Центрально-Азиатского океана и сложен ультраосновными породами в основании, базальтовыми порфиритами, углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами и известняками в верхах разреза. На востоке синхронно накапливались также отложения известняковой и доломитовой формаций окраинно-континентального комплекса.

В венде-среднем кембрии в центральной части региона существовала островная дуга. Здесь оформилась Мартайгинско-Верхнелебедская структурно-формационная зона, в которой образован островодужный комплекс. Завершающие комплекс покровные вулканы бериккульской свиты (E_2^1) и штоки габбро, диоритов и других пород среднего-основного состава участвуют в строении Бериккульского месторождения. Возникшая в островодужный этап Кузнецко-Алтайская субмеридиональная крутопадающая (более 60°) на восток, то есть в сторону Сибирского палеоконтинента зона глубинных разломов функционировала как палеозона субдукции, а на следующем этапе (E_2^2-S) — как палеозона коллизии.

Островодужный этап развития сменился этапом коллизии островной дуги и Сибирского континента. На этом и последующих этапах восточнее Кузнецко-Алтайской зоны разломов существовал континентальный режим, западнее ее на территории Кузбасса, Салаира и Алтая сохранился морской островодужный режим. Геологический ком-

плекс этого этапа относится к морской молассе и включает также вулканические и субвулканические породы тайменской и тейской свит. В режиме коллизии проявлен мощный окраинно-континентальный гранитоидный магматизм, в результате которого образована формация гранитоидных батолитов пестрого состава. В Мартайгинском районе она представлена мартайгинским габбро-диорит-гранитным магматическим комплексом и ассоциированными с ним золото-кварцево-жильными и золото-скарновыми месторождениями. Изверженные породы комплекса пространственно совмещены с образованиями океанического и островодужного геологических комплексов. Гранитоиды по петрохимическим, геохимическим, изотопным характеристикам – мантийно-коровые образования I-типа по классификации Чаппела и Стефенса [57]. Возраст мартайгинского комплекса оценивается в интервале от среднего кембрия [58, 59] до ордовика – силура [1, 60, 61].

Становление раннепалеозойских гранитоидов сопровождается и завершает развитие земной коры субконтинентального типа и переход ее в континентальный режим. В дальнейшем, начиная с раннего девона геологические комплексы в регионе формировались в рифтогенных внутримитных геодинамических обстановках.

Скарновые и кварцево-жильные золотые месторождения региона образуют субмеридиональную рудную зону в висячем (восточном) боку Кузнецко-Алтайского глубинного разлома протяженностью около 600 км при ширине до 60 км (рис. 2). Возраст золотого оруденения в зоне составляет 472...433 млн л [62], 510...415 млн л [63], по данным авторов (К-Ag метод по серициту березитов Бериккульского месторождения) – 474 млн л (лаборатория СНИИГГиМС, г. Новосибирск).

Бериккульское месторождение в числе ряда других размещается в сфере деформационного воздействия оперяющего Кузнецко-Алтайскую зону разлома северо-северо-восточного простирания и, как это следует из приведенных данных, образовано на ранней стадии коллизионного геодинамического режима.

Структура Бериккульского месторождения

Бериккульское месторождение залегает в юго-западном крыле Бериккульской синклинали, сложенной мраморизованными известняками белокаменной свиты и вулканитами среднего-основного состава бериккульской свиты (рис. 3). Восточную периферию месторождения занимает шток средних-основных плутонических пород, слагающих западное обрамление Дудетского гранитоидного плутона мартайгинского комплекса. Постепенные переходы от пород штока к вмещающим андезибазальтам и базальтам свидетельствуют об образовании габброидов и диоритоидов посредством магматического замещения. Поверхность контакта известняков с вулканитами и зона перехода, ограничива-

ющая шток, сближаются в северо-западном направлении и круто погружаются навстречу друг другу, так что вулканиты сохранились в форме постепенно сужающегося к северу-западу и с глубиной клина, ширина которого увеличивается в юго-восточном направлении. На юге месторождения вулканиты вмещают небольшой шток пород, аналогичных породам восточного штока.

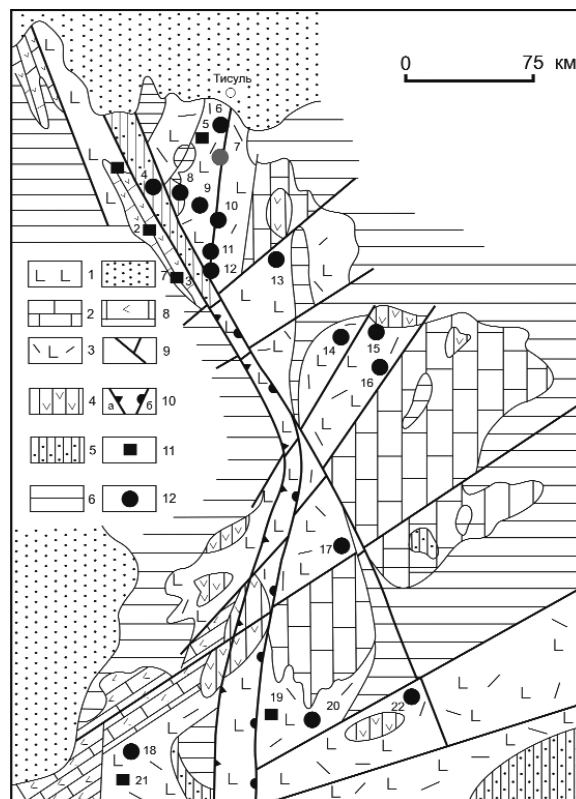


Рис. 2. Схема размещения золоторудных месторождений в главных типах тектонических структур Кузнецкого Алатау. По [1]

Типы тектонических структур: 1) океаническая (R_3-E_1); 2) окраинно-континентальная (R_3-E_1); 3) ранняя островодужная ($V-E_1$); 4) поздняя островодужная (E_2^1); 5) коллизионная (E_2^2-S); 6) рифтогенная внутримитная (D_{T-2}); 7) мезозойский (J-K) чехол Западно-Сибирской плиты; 8) палеоокеанические острова с карбонатным чехлом и базальтовым толеитовым основанием (R_3-E_1); 9) Кузнецко-Алтайский глубинный разлом и оперяющие его разрывы (палеозона субдукции в $V-E_1^1$; палеозона коллизии в E_2^2-S); 10) направление движения структур субдукции (а), коллизии (б).

Типы месторождений: 11) золото-скарновые; 12) золото-сульфидно-кварцевые.

Золоторудные месторождения: 1) Ольгинское; 2) Филатьевское; 3) Федоровско-Талановское; 4) Федотовское; 5) Натальевское; 6) Комсомольское; 7) Бериккульское; 8) Центральное; 9) Кундат-Кундустюльская золоторудная зона; 10) Первомайское; 11) Ударное; 12) горы Зеленой; 13) Саралинское; 14) Базанское; 15) Коммунарское; 16) Балахчинское; 17) Федоровско-Магзынская золоторудная зона; 18) Ульменское; 19) Лебедское (Чанышский золоторудный район); 20) Верхнемерасское; 21) Синохинское (Горный Алтай); 22) Казасский рудный район (Западный Саян)

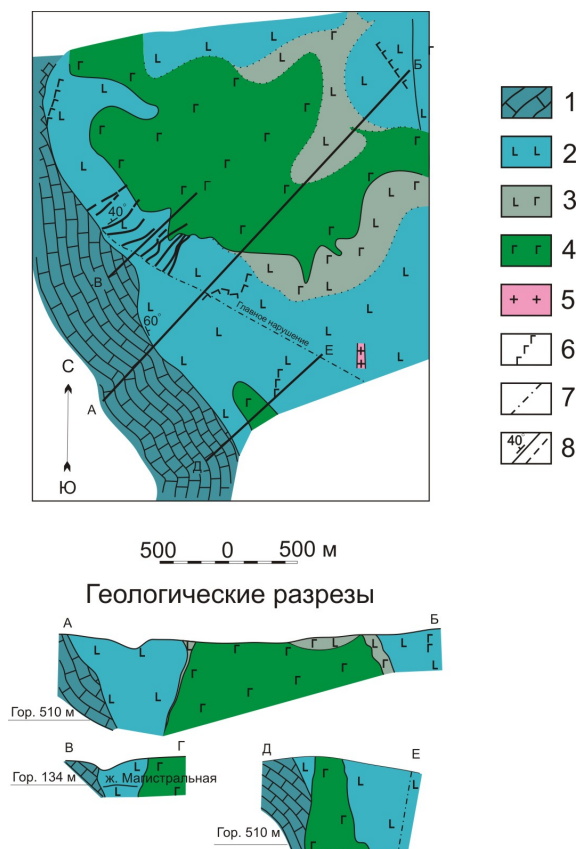


Рис. 3. Схема геологического строения Бериккульского месторождения: 1) известняки белокаменной свиты (E_1); 2) андезибазальтовые, базальтовые порфириды бериккульской свиты (E_2); 3) габброизированные, диоритизированные базальтовые порфириды; 4–6) плутонические породы мартайгинского комплекса (O–S): 4) габбро, габбро-диориты, 5) гранодиориты, 6) дайки долеритов; 7) разрывные нарушения; 8) золоторудные кварцевые жилы. Составлена А.П. Грибановым, И.В. Кучеренко, В.К. Бернатонисом с использованием материалов В.М. Токарева, А.П. Зырянова

Вулканогенная толща сложена массивными афанитовыми андезибазальтами и базальтами, тяготеющими в основном к низам разреза, и аналогичными по составу и текстуре породами с порфировым строением. Известны также сравнительно маломощные линзы пироксеновых порфиритов и вулканических брекчий с обломками известняков. Вулканиды налегают на поверхность известняков с локальными несогласиями. Все породы, кроме известняков, содержат многочисленные дайки аплитов и долеритов мартайгинского комплекса.

Сравнительно крупная разломная структура месторождения – Главное нарушение с системой оперяющих диагональных нарушений пересекает массив вулканидов в центральной части месторождения и вскрыта на всех горизонтах, то есть в вертикальном диапазоне более 650 м от поверхности. При северо-западном простирании нарушение круто ($70...80^\circ$) падает на юго-запад.

Рудные тела залегают в толще вулканидов. Золото-сульфидно-кварцевые жилы (более 100) мощностью в среднем 0,3 м, максимальной в раздувах до 3 м, названные условно крутопадающими, субпараллельны и погружаются под углами $30...60^\circ$ на северо-запад, запад-северо-запад. Они резко выклиниваются в контакте известняков, но постепенно – в породах восточного штока, и образуют макроступенчатую структуру рудовмещающего вулканического клина (рис. 4). Протяженность жил в северной половине месторождения составляет первые сотни метров, в южной – до 750 м, реже – более. Верхняя граница распространения жил склоняется в юго-восточном направлении в соответствии с пологим погружением мощной (до 20 м) прерывистой пологой жилы № 4, которая образована в висячем боку Главного нарушения (рис. 4, 5). В контакте последней с известняками залегают колчеданные залежи гнездовой, лентовидной формы мощностью до первых десятков метров (рис. 6).

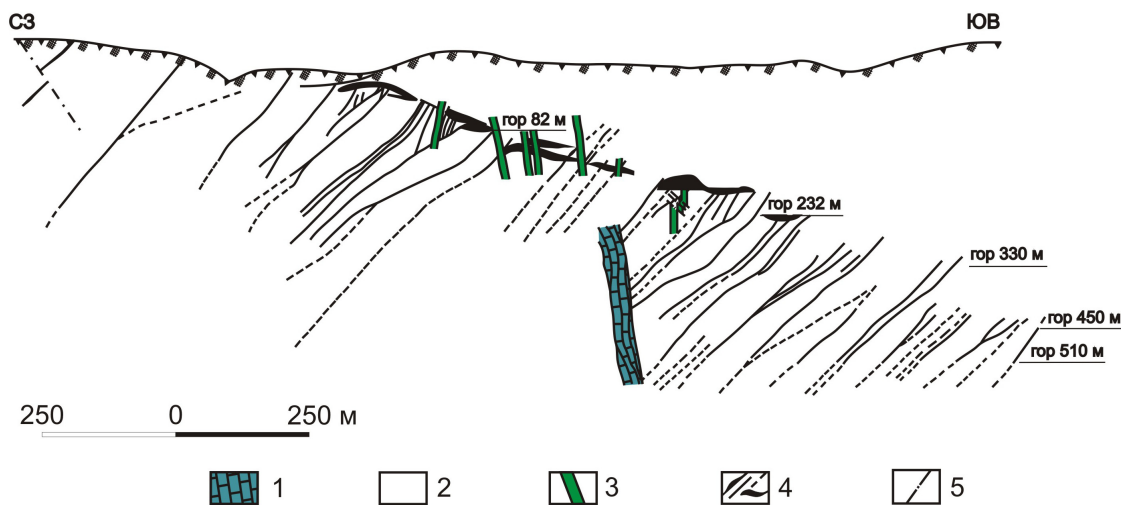


Рис. 4. Вертикальный разрез пологой жилы № 4 (по аз. 160°) вкrest простирания крутопадающих жил. По материалам Бериккульского рудника. 1) известняки; 2) базальтовые порфириды; 3) дайки долеритов; 4) кварцевые жилы; 5) тектонические нарушения



Рис. 5. Проекция жилы № 4 на горизонтальную плоскость. По А.П. Смолину, 1941 г. 1) известняки; 2) дайки долерита; 3) не отработанные участки жилы висячем боку Главного нарушения; 4) отработанные участки жилы; 5) линии сопряжения пологой жилы с крутопадающими: 1) Магистральной; 2) Кировской; 3) № 14, 4) № 21

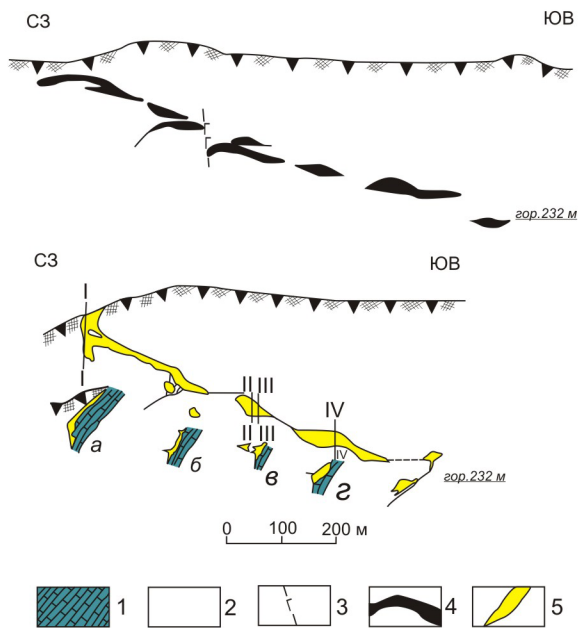


Рис. 6. Вертикальный разрез (схема) по линии падения жилы № 4 (вверху) и проекция на вертикальную плоскость колчеданных залежей с поперечными их разрезами (внизу). По материалам Беркульского рудника. 1) известняки; 2) вулканы беркульской свиты; 3) дайка долерита; 4) кварцевая жила; 5) колчеданные залежи

Таким образом, к наиболее древним элементам структуры месторождения относится синклиальная складка с соскладчатыми трещинами. Последующие тектонические деформации носили разломно-блоковый характер, в режиме которых образованы разломы-трещины, выполненные дайками, Главное нарушение с системами рудовмещающих и поперечных к ним трещин, а также внутри- и послерудные трещинные структуры.

Дорудные разломно-трещинные элементы структуры

Ранние элементы выполнены скарнами и представлены мелкими извилистыми одиночными трещинами отрыва и узкими зонами скалывания с тонким (1...2 см) чередованием полосок скарнов и вулканитов. Зоны протягиваются на десятки метров при северо-западном простирании и крутом падении на северо-восток (50...90°) или юго-запад (70...90°). Все породы, кроме вулканитов, не содержат следов скарнирования, а скарны пересекаются дайками аплитов и пегматитов.

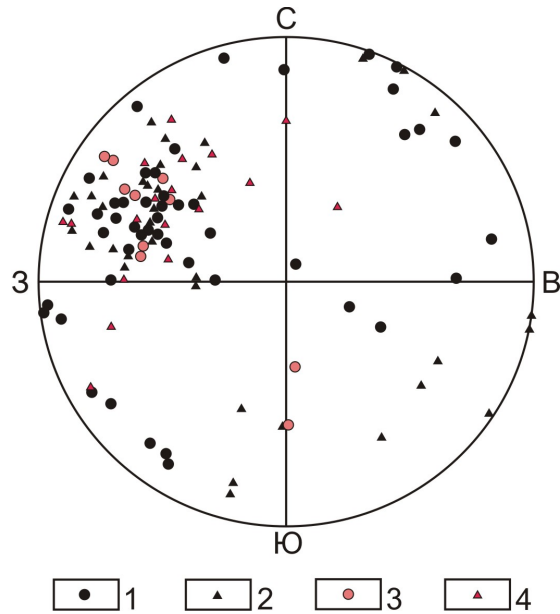


Рис. 7. Диаграмма ориентировки даек аплитов, пегматитов, адамеллит-порфиров. 111 даек. Мощность даек: 1) до 0,25; 2) 0,25...0,5; 3) 0,5...1,0; 4) более 1,0 м

Разломы-трещины, выполненные дайками кислых пород, образованы в вулканитах и породах штоков, в гранитоидах Дудетского плутона. Протяженность разломов по падению и простиранию достигает сотен метров. Коленчатые изгибы, соответствие деталей строения противоположных стенок, отсутствие следов притирания или скольжения на стенках разломов и трещин, — все это указывает на то, что последние принадлежат к трещинам отрыва. Статистический максимум их ориентировки составляет аз. пад. $296^\circ \angle 56^\circ$. Трещины с величиной расхождения стенок от 0,5 м до 1,5 м, реже более (23 % от общего количества) почти все группируются в поле этого максимума (рис. 7) и обычно сопровождаются золоторудными кварцевыми жилами. Полюса трещин с меньшей величиной расхождения стенок образуют на диаграмме «звездное небо». Известны случаи взаимопересечений гранитоидных даек. Послеплутонический возраст трещин доказывается единством преобладающей с учетом мощности даек ориентировки их в вулканитах и породах штоков, что оценивается как следствие образования трещин в условиях единого плана деформаций. В свою очередь, дайки кислых пород гидротермально

изменены около кварцевых жил, пересекаются дайками дорудных долеритов, также подвергнутых гидротермальным изменениям (березитизации).

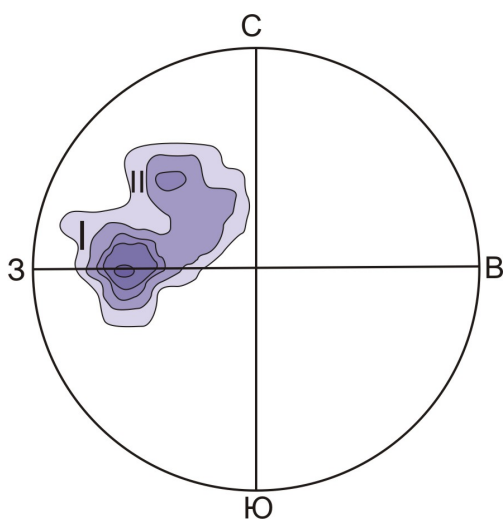


Рис. 8. Диаграмма ориентировки даек дорудных долеритов на глубоких горизонтах (450, 510 м) месторождения. 29 даек. <1...5...10...15...25 > %

Дорудные дайки долеритов не менее чем двух генераций мощностью до 2 м и протяженностью до многих сотен метров выполняют коленообразные разломы – трещины отрыва. На глубоких горизонтах, где они сопровождаются кварцевыми жилами, ориентировка трещин на диаграмме выражена двумя максимумами (рис. 8) и близка к ориентировке даек кислых пород. Однако неизвестны случаи пространственного совмещения тех и других даек, из чего следует заключить, что выполненные более поздними долеритами трещины образованы после импульсов внедрения кислых расплавов, иначе они были бы заполнены последними.

К числу наиболее поздних дорудных (предрудных) элементов структуры относятся Главное нарушение с системами оперяющих его поперечных к рудным жилам нарушений, рудовмещающие разломы-трещины и зоны дробления в контакте вулканогенных пород с известняками.

Наиболее крупное разрывное нарушение месторождения – Главное имеет северо-западное простирание (в среднем 305°), занимая диагональное положение по отношению к простиранию складки (330°). Падение юго-западное по углам $70...80^\circ$. На северо-западе оно пересекает с незначительным смещением контакт вулканитов с известняками (рис. 3), на юго-востоке прослеживается до Дудетского массива гранитоидов. Нарушение представлено несколькими сближенными сместителями с многочисленными зеркалами, бороздами скольжения, треугольниками выкрашивания. Борозды скольжения большей частью склоняются в юго-восточном направлении под разными углами, отражая тенденцию боков перемещаться в диагональном к линиям простирания и падения направлении.

Сместители сопровождаются зонами интенсивно разлистованных, передробленных, брекчированных вмещающих пород мощностью до 3,5 м. Тектоническая глина присутствует в форме линз мощностью до 0,1 м. Нарушение сопровождается с обеих сторон ореолами интенсивно трещиноватых пород мощностью до 10 м. Диагональные и более мелкие поперечные нарушения содержат перечисленные признаки сколового происхождения, суб-параллельны Главному нарушению, образованы в основном в его висячем боку и по мере удаления от него исчезают. Диагональные нарушения имеют крутое ($60...90^\circ$) северо-восточное и юго-западное падение (рис. 9, максимумы II-II^а). Ориентировка борозд скольжения в них более разнообразна сравнительно с Главным нарушением.

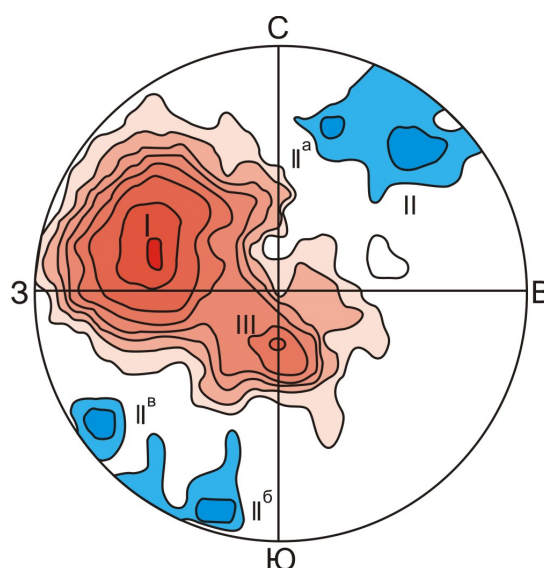


Рис. 9. Диаграмма ориентировки предрудных тектонических элементов. 658 замеров. <0,25...0,5...1,0...1,5...2,5...4,0...8,0...14,0 > %

Доказательство дорудного возраста пересекающих кварцевые жилы со смещением Главного и части Диагональных (поперечных) нарушений опирается на следующие факты. Часть из них (максимумы II, II^а, II^б, II^в, рис. 9) вмещают мелкие золоторудные жилы и прожилки, по составу, содержанию золота аналогичные промышленным жилам. Некоторые поперечные нарушения содержат признаки околотрещинных изменений, по существу минеральных и химических преобразований пород аналогичных изменениям в контактах с золоторудными жилами, – оторочки березитов прослеживаются вдоль них в узлах сопряжения с последними. В контактах золоторудных жил с поперечными нарушениями в ряде случаев имеет место экранирование нарушениями руд, сопровождаемое «растеканием» рудного материала вдоль нарушений на значительные расстояния от жил. В других случаях в местах сочленений возникли в процессе рудообразования раздувы путем выполнения проницаемых участков в поперечных нарушениях.

Многочисленны случаи расщепления вблизи поперечных нарушений как перед упорами монолитных кварцевых жил на большое количество мелких быстро выклинивающихся прожилков. Жильные трещины при этом обычно увеличиваются в мощности и заполнены разлистованными породами с обильной тектонической глиной. Вблизи Главного, Диагональных и некоторых более мелких нарушений постоянно отмечается выклинивание кварцевой составной части жил при сохранении в целом жильных трещин вплоть до сочленения. Выклинивание кварца обычно сопровождается уменьшением минерализации и содержания золота. Например, крупные поля слабо оруденелых раздробленных пород отмечаются в жиле № 4 вдоль сопряжения ее с Главным нарушением (рис. 5). Это имеет свои причины, обсуждаемые ниже.

Поле статистического максимума I (аз. пад. $292^\circ \angle 45^\circ$, рис. 9) отражает ориентировку *крутопадающих рудовмещающих разломов-трещин* в объеме всего месторождения и совпадает с преобладающей (аз. пад. $296^\circ \angle 56^\circ$) ориентировкой даек кислых пород (рис. 7). На глубоких горизонтах месторождения жильные разломы-трещины образуют две системы, одной из которых отвечает максимум I (аз. пад. $280^\circ \angle 50^\circ$), второй – максимум II (аз. пад. $308^\circ \angle 53^\circ$) (рис. 10). Жилы здесь следуют контактам ранних долеритов, поэтому диаграммы ориентировки тех и других аутентичны – разница в азимутах и углах падения не превышает 10° (рис. 8, 10).

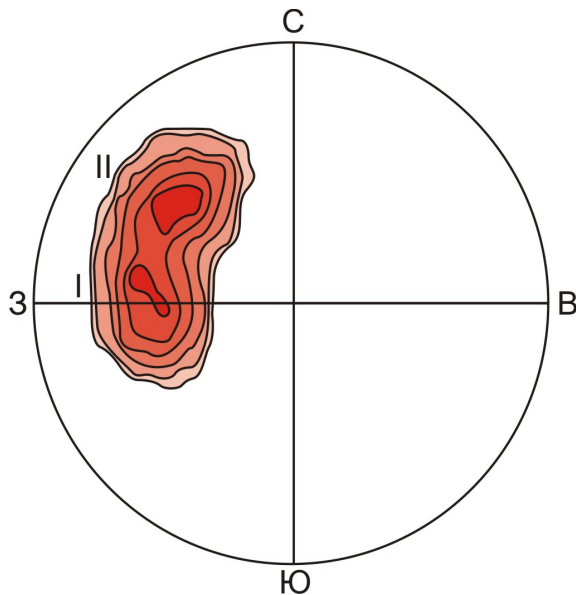


Рис. 10. Диаграмма ориентировки кварцевых золоторудных жил на горизонтах 450 и 510 м. 1175 замеров. $\langle 0,5...1,0...2,5...5,0...10,0...15,0 \rangle \%$

Образование разломов-трещин в условиях сколовых деформаций доказывается следующими фактами. При значительной протяженности они пологоволнисты по простиранию и падению с большим радиусом кривизны. На поверхностях многочисленных сместителей присутствуют зеркала, штрихи, борозды скольжения. Породы в них

рассланцованы, в контактах трещин разлистованы. Обычны линзы тектонической глины, согласные общей ориентировке разломов. Вдоль последних фиксируются перемещения боков, хотя и на незначительные (до первых метров) расстояния. Рудовмещающие разломы-трещины сопровождаются системой мелкой трещиноватости сколового типа, аналогичной или близкой им по ориентировке. Интенсивность трещиноватости максимальна (до 30 трещин на 1 пог. м) вблизи рудовмещающих трещин и снижается до 5 трещин на 1 пог. м на расстоянии 10...15 м от них.

Пологая жильная зона № 4 в плане ограничивается контактом известняков, с одной стороны, и Главным нарушением, с другой (рис. 5). В лежачем боку последнего на верхних горизонтах известна маломощная трещина аналогичной ей ориентировки, но без кварцевого выполнения. На верхних горизонтах зона имеет восток-северо-восточное ($60...70^\circ$) простирание. В южном направлении по мере погружения (средний угол падения 16° , максимум III, рис. 9) она меняет постепенно свою ориентировку на широтную и далее, ниже гор. 134 м, приобретает восток-юго-восточное простирание ($110...120^\circ$) при сохранении в целом углов падения. Длина зоны по падению около 800 м, около гор. 232 м она выклинивается (рис. 4, 6).

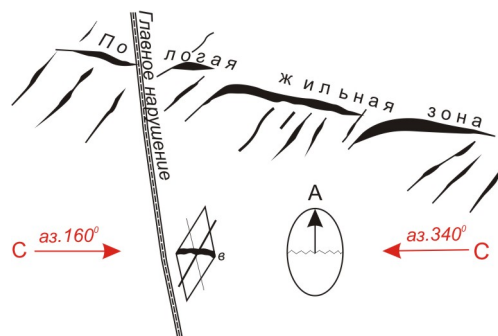


Рис. 11. Вертикальный разрез рудовмещающего блока вулканогенных пород (схема). Сочетание крутопадающих рудовмещающих разломов-трещин и пологой жильной зоны № 4. По материалам Бериккульского рудника. План силового поля в вертикальной плоскости АС

Зона характеризуется сложным строением. Мощные (до 6, иногда 20 м) раздувы, включая передробленные окварцованные оруденелые породы, чередуются с пережимами мощностью до 1,5 м. Раздувы имеют пологое (до $10...20^\circ$) падение на юг, меняющееся нередко через горизонтальное залегание на пологое же падение на север (рис. 4, 11). Эти участки имеют форму седловидных жил. Смена раздувов пережимами носит нередко ступенчатый характер там, где зона сочленяется с крутопадающими жильными трещинами и поперечными нарушениями. По падению иногда имеют место переходы раздувов в более крутопадающие на юг (до $35...40^\circ$) участки относительного пережима, в связи с чем зона приобретает волнообразный характер. Известны также случаи перехода зоны в крутопадающие жильные трещины с северо-западным падением (рис. 11).

Все детали внутреннего строения относительно крутопадающих участков зоны аналогичны таковым для крутопадающих жильных трещин, следовательно, такие участки формировались в условиях скалывания. В раздувах ситуация иная. Седловидные линзы характеризуются резко меняющейся мощностью, ограничиваются нередко контурами, имеющими вид ломаных линий, не сопровождаются параллельными линзам мелкими трещинами скола, но содержат в лежачем и всячем боках многочисленные беспорядочно ориентированные прожилки кварца с сульфидами. Отсутствуют признаки смещения пологой зоной № 4 крутопадающих жил в узлах их сочленения (рис. 12). По совокупности данных участки раздувов пологой зоны оцениваются как структуры отрыва.

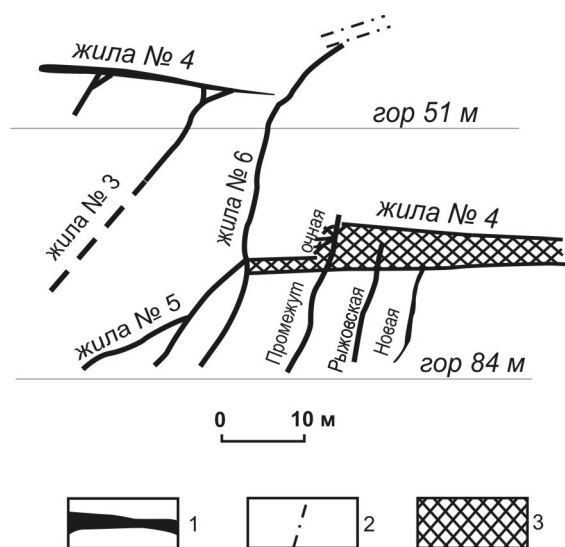


Рис. 12. Сочленение жильной зоны № 4 с крутопадающими жилами. По А.П. Смолину, 1941 г. 1) золоторудные жилы; 2) тектонические швы; 3) оруденелые, насыщенные сульфидно-кварцевыми прожилками породы

Колчеданные залежи образуют прерывистую цепочку, склоняющуюся к юго-востоку под углом, аналогичным таковому линии сопряжения пологой жильной зоны с известняками (рис. 6). Мощность облегающих контакт лентообразных залежей обычно не превышает первых метров, протяженность вдоль линии склонения — 200 м. Мощность гнездобразных залежей достигает 30 м и она в 2...3 раза меньше протяженности их по падению. Отмечаются переходы вдоль линии склонения лентообразных залежей в гнездобразные.

Все колчеданные залежи приурочены к сопряжению пологой структуры № 4 с известняками, а масштабы их прямо соотносятся с масштабами последней. Мощному раздуву в пологой зоне № 4 вблизи контакта соответствует крупная и чаще гнездобразная колчеданная залежь в контакте. Размеры колчеданных залежей увеличиваются также в узлах сочленения с контактом известняков пологой жильной структуры № 4 и серии сближенных крутопадающих жильных разломов-трещин.

Разломно-трещинные элементы структуры рудного этапа

Тектонические деформации при рудообразовании обусловили неоднократное подновление предрудных нарушений и возникновение новых.

Характер подновления жильных трещин зафиксирован в деталях внутреннего строения руд. Размещение минеральных комплексов в жилах характеризуется, в частности, зональностью повторных тектонических разрывов. Зоны с различным составом и строением отделяются четкими поверхностями с зеркалами скольжения и тектонической глиной. Агрегаты ранних минералов в форме обломков цементируются более поздними минеральными агрегатами, сульфиды нередко образуют прожилки, следующие многочисленным трещинам. Подновление дорудных жильных разломов-трещин сопровождается образованием новых, по ориентировке близких к первым (максимум I, аз. пад. $289^\circ \angle 50^\circ$, рис. 13), но в отличие от них заполненных лишь поздними карбонатами с пиритом. Породы в стенках трещин подверглись не ранней березитизации, а поздней карбонатизации. Морфологические черты этих трещин аналогичны таковым жильных трещин.

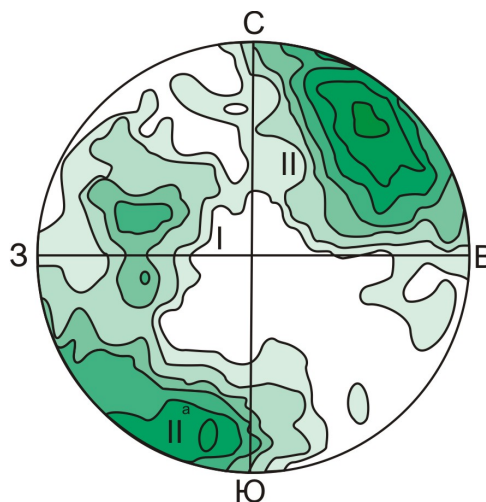


Рис. 13. Диаграмма ориентировки разломов-трещин рудного этапа. 1193 замеров. $\langle 0,25...0,5...1,0...1,5...2,5...3,5...5,0 \rangle$ %

На этапе рудообразования возникли также две системы поперечных нарушений, по ориентировке близких к дорудным (рис. 9, 13). Нарушения максимума II (аз. пад. $46^\circ \angle 74^\circ$) в основном согласны залеганию вулканогенных пород, максимума II^а (аз. пад. $196^\circ \angle 72^\circ$) — падают навстречу падению последних с разницей в простирании тех и других 34° . Они пересекают с незначительными перемещениями (амплитуды до первых метров) кварцевые жилы, сложенные продуктивными минеральными комплексами, сопровождаются поздней карбонатизацией пород и содержат прожилки поздних карбонатов с кварцем, пиритом, клейофаном (в отличие от раннего марматита в золоторудных жилах). Тектоническая глинка, зеркала скольжения, разлистование пород, пологоволнистые ограничивающие поверхности характеризуют нарушения как сколовые.

В числе элементов рудного этапа присутствуют *разломы-трещины отрыва*. Известны случаи пересечения золоторудных жил дайками внутрирудных долеритов с оторочками закалки в контактах с жилами и с ранними дайками. В дайках содержатся обломки кварца с сульфидами. В свою очередь, жилы и дайки пересекаются оперяющимися жилами зонами дробления и рассланцевания, содержащими линзы кварца с вкрапленностью поздних сульфидов [62]. Судя по морфологии и деталям внутреннего строения, дайковые полости относятся к трещинам отрыва и скола.

Послерудные разломно-трещинные элементы структуры

Послерудные тектонические элементы пользуются по сравнению с предрудными и внутрирудными существенно подчиненным распространением. Среди них диагностируются мелкие поперечные сколовые нарушения, по ориентировке близкие к упомянутому, а также разломы-трещины отрыва, вмещающие послерудные дайки долеритов не менее чем двух генераций. Образование поздних трещин сопровождалось подновлением ранних. Особенно контрастно подновление выражено висячем и лежащем контактах жил, реже внутри них. Во всех случаях поверхности раздела несут признаки скольжения — зеркала, борозды, треугольники выкрашивания, подчеркивающие сколовую природу подновленных после рудообразования поверхностей.

Все послерудные *поперечные нарушения* представлены малоомощными малоамплитудными (до 1 м) зонками разлистанных пород с зеркалами скольжения и глиной трения. Они пересекают кварцевые жилы, содержащие, в частности, наиболее поздние минералы, сопровождаются в кварцевых жилах субпараллельными трещинами скола, исчезающими по мере удаления от нарушений, не содержат признаков гидротермальных изменений.

Выполненные долеритами *разломы-трещины отрыва* с коленообразными изгибами, а также некоторые ранние трещины скола из числа поперечных нарушений пересекают кварцевое выполнение жил и послерудные тектонические швы, отделяющие последние от вмещающих пород.

Структурно-динамическая модель Берикунского месторождения

Берикунское месторождение являет собой пример, подтверждающий известное положение, согласно которому эффузивные породы вообще обладают более высокой способностью к хрупкой деформации, а, следовательно, к трещинообразованию, по сравнению с габбро, а те и другие — по сравнению с известняками [65]. В последних отсутствуют дайки, кварцевые жилы, — очевидно, в силу высокой пластичности известняков разломы-трещины в них не возникали и они были непроницаемы для расплавов и растворов. В штоках габброидов квар-

цевые жилы выклиниваются, а дайки исчезают по мере удаления от их контактов. Ограниченный с запада и востока пластичными породами клиновидный блок вулканитов выполнял роль локализатора разломов-трещин в масштабе месторождения.

По завершении складчатых деформаций и становления Дудетского плутона на коллизионном этапе геодинамического развития района занятый месторождением и прилегающий к нему объем земной коры приобрел свойства жесткой структуры, которая на последующие тектонические напряжения реагировала возникновением разломов-трещин и малоамплитудными перемещениями разномасштабных, но мелких блоков. Судя по последовательности образования разломов, их морфологии, внутреннему строению и породно-минеральному выполнению, история формирования разломно-блоковой структуры месторождения включает этапы: дорудный, предрудный, рудный и послерудный. Этапы укладываются в узкий возрастной интервал от начала образования гранитоидов Дудетского плутона, скарнов и кислых даек мартайгинского комплекса и кончая отложением поздних минеральных комплексов руд и образованием послерудных даек долеритов завершающего базальтоидного этапа становления мартайгинского комплекса. Принадлежность до-, внутри- и послерудных базитовых даек к последнему доказывается близким возрастом их и оруденения к возрасту Дудетского плутона, то есть явлением, повторяющимся в рамках становления гранит-долеритовых комплексов разного возраста в других золоторудных районах, следовательно, явлением закономерным [7].

На раннем (дайковом) этапе внедрению магматических расплавов предшествовало слабо выраженное в гнездовых, жильно-прожилковых формах скарнирование вулканических пород в западном экзоконтакте Дудетского плутона, обусловленное становлением последнего. Заполненные скарнами мелкие редкие трещины в массивных базальтоидах возникли, вероятно, отчасти как следствие складчатых деформаций и/или функционирования магматического очага.

В дальнейшем вплоть до начала формирования предрудных элементов каждый из последовательно сменявших один другой импульсов трещинообразования завершался неоднократным внедрением сначала кислой магмы, затем умеренно-щелочной базальтовой. Трещины отрыва возникали в условиях растяжения с ориентировкой растягивающих усилий по линии ЮВ 110...120° — СЗ 290...300°. Очевидно, следует отдавать предпочтение преобладающе ориентированным механическим деформациям, а не объемным или магморазрыву, т. к. в последних случаях обычно бессистемная пространственная ориентировка возникающих трещин отрыва.

Обилие сравнительно равномерно распределенных, но в большинстве однообразно ориентированных дорудных даек кислых и основных пород в количестве до многих сотен определило в рудовмещающем блоке вулканитов литологическую его

неоднородность и анизотропию механических свойств перед началом следующего предрудного этапа тектонических деформаций.

Это отразилось на положении в пространстве части предрудных разломов-трещин, именно – рудовмещающих, которые унаследовали северо-западное, запад-северо-западное под умеренными углами падение большинства дорудных даек и нередко следуют их контактам. Ориентированными дайками вулканиты рудовмещающего блока разбиты на тонкие, мощностью до первых десятков метров, плиты, что препятствовало образованию отсутствующих разломов-трещин скола сопряженной системы, которые падали бы на юго-восток, восток-юго-восток.

Представление об одновременном образовании крутопадающих рудовмещающих разломов, пологой структуры № 4, зон дробления в контактах известняков, Главного и ряда других поперечных нарушений следует принять, если учесть, судя по ситуации в областях современной вулканической деятельности, обычно узкий по меркам геологического времени интервал между последовательными инъекциями расплавов из магматических камер (камеры), в нашем случае на дорудном и рудном этапах становления антидромного гранит-долеритового мартайгинского комплекса. Разломы образовались после дорудных долеритов не менее чем двух генераций, но до следующих уже внутрирудных даек этих пород. Кроме того, все перечисленные структуры содержат ранние минеральные продукты рудообразующего процесса в составе двух генераций кварца, пирита, арсенопирита с эмульсионной вкрапленностью раннего золота, кальцита, анкерита, пирротина, висмутина.

Кинематика разломов в момент их образования зафиксирована в сохранившихся деталях их строения и соотношений с вмещающими породами.

Амплитуды перемещения боков по крутопадающим жильным трещинам-разломам, судя по положению разорванных частей дорудных даек, контактов вулканических пород, обычно не превышают десятков см. Висячие бока жильных трещин, как правило, сдвинуты относительно лежащих к юго-западу. Направления предрудных перемещений определяются по соотношениям жильных (стволовых) разломов с мелкими оперяющими их в висячих боках жилами – апофизами на основе правила В. Риделя. Тупые углы между теми и другими открыты к северо-востоку, а линии их сопряжения склоняются к юго-западу, так как апофизы обычно падают круче, чем оперяемые жилы. Следовательно, при возникновении жильных разломов их висячие бока перемещались к юго-западу и вверх (взбросо-сдвиги). Вывод согласуется с положением разорванных частей дорудных даек в противоположных боках стволых структур, а то и другое в совокупности свидетельствует о том, что внутри- и послерудные перемещения принципиально не исказили кинематику предрудных.

Отсутствие надвиговой (горизонтальной) составляющей в пологой рудовмещающей структуре № 4 можно видеть на разрезах (рис. 4, 11, 12). В свою очередь, отсутствие перемещений мелких крутопадающих разломов-трещин вдоль крупной пологой зоны следует оценивать как признак того, что образование раздувов в пологой структуре обусловлено перемещением висячих боков ее вверх вдоль крутопадающих жильных трещин. При этом, разрядка максимальных скалывающих напряжений вдоль пологой структуры осуществлялась посредством образования малоамплитудных трещин скола в интервалах между раздувами. Очевидно, разворот пологой структуры № 4 с юго-восточного вниз на северо-восточное вверх простираение (рис. 5) обусловлен существованием упора в форме сместителя Главного нарушения, по которому ее висячий бок скользил вверх, в большей степени в верхней части структуры.

Амплитуды перемещения боков вдоль Главного нарушения не превышают по горизонтали и вертикали 20...25 м, вдоль более мелких нарушений – десятков см...первых м. Тем не менее, они значительно больше, чем вдоль жильных разломов-трещин и последние в большинстве случаев смещены вдоль сместителей первых. Это связано с тем, что поперечные нарушения не имели близких упоров по простираению в отличие от жильных трещин, которые ограничены с одной стороны известняками, а с другой – габброидами. О направлениях перемещения вдоль разломов этой системы можно судить по заворотам «голов» крутопадающих рудовмещающих разломов в узлах пересечения их с Главным нарушением и по положению перемещенных частей рудных жил. В 72 % случаев из 117 наблюдений юго-западный его бок перемещен относительно северо-восточного к северо-западу. Завороты «голов» рудовмещающих структур возникают как следствие пластических деформаций, предшествующих хрупкому разрыву.

После разрыва сплошности пород разрядка последующих механических напряжений, как известно, осуществляется посредством подновления возникших разломов-трещин задолго до достижения нагрузок, достаточных для пластических деформаций. Разлистованные, рассланцованные до тончайших пластинок – листочков породы в жильных разломах завернуты внутри Главного и некоторых поперечных нарушений в их висячих боках вниз и к юго-востоку. Выклинивающиеся кварцевые прожилки с сульфидами и золотом, будучи массивными среди истертых до состояния тектонической глинки пород, изгибаются в соответствии с изгибами жильных трещин. Таким образом, отложению рудного вещества предшествовало перемещение жильных трещин в висячих боках Главного и некоторых других поперечных нарушений вверх и к северо-западу; последние, следовательно, возникли как взбросо-сдвиги.

Приведенные факты служат основой для реконструкции силового поля при образовании каркаса предрудных тектонических элементов, определивших размещение оруденения. Преобладающе взбросовый тип перемещений по разломам доказывает образование их в условиях тангенциального сжатия. Ориентировка главных осей предрудных деформаций определяется исходя из пространственного положения близкоодновременных разломов-трещин скола и отрыва и анализа перемещений по возникающим нарушениям (рис. 14). Принимая усредненный азимут простираения предрудных поперечных нарушений равным 302° , мы получаем величину угла между ними и крутопадающими жильными трещинами 80° . С учетом направлений перемещений боков разломов принимается направление оси максимального тангенциального сжатия по линии ССЗ 340° – ЮЮВ 160° . В этом случае угол в горизонтальной плоскости между ней, рудовмещающими разломами и поперечными нарушениями, отражающими в данных конкретных условиях литологической неоднородности и анизотропии прочностных свойств среды положение поверхностей максимальных скальвающих напряжений, составил в среднем 40° ; угол между рудовмещающими разломами-трещинами скола и осью сжатия в вертикальной плоскости также не превышал 40° . Угол в вертикальной плоскости между осью сжатия и пологой структурой № 4 не превысил 20° .

Пологая структура № 4 как надвиговая не состоялась, вероятно, потому, что в северном направлении базальтовый рудовмещающий блок – локализатор рудовмещающих разломов-трещин существенно уменьшился в размерах в плане и выклинивается с глубиной, а замещающий его шток габброидов в сочетании с массивом известняков выполняли на предрудном этапе функцию более пластичного, чем базальты, упора, препятствовавшего скольжению висячего бока пологой структуры в северо-северо-западном направлении и вверх.

Разгрузка напряжений при одноосном тангенциальном сжатии посредством возникновения максимальных растягивающих усилий осуществлялась в направлении наименьшего сопротивления среды, то есть вверх (ось А), доказательством чему служит образование трещин отрыва (раздувов) в системе пологой структуры № 4 (рис. 4, 11). Эти раздувы горизонтальны, нормальны к оси А и сочленяются между собой сколовыми трещинами обшего южного падения, входящими в систему пологой зоны. Исчезновение трещин отрыва (раздувов) с глубиной и переход пологой зоны в постепенно выклинивающуюся трещину скола обусловлено увеличением по падению ее литостатического давления и компенсацией последним растягивающих направленных вверх усилий по оси А.

Отсутствие пологой структуры № 4 в лежачем (северо-восточном) боку Главного нарушения, где фиксируются на продолжении ее из висячего бока только мелкие локальные сколовые трещины при

полном отсутствии раздувов, имеет свои причины, которые, как представляется, заключаются в следующем. Здесь сместитель падающего на юго-запад Главного нарушения «нависает» над базальтовым рудовмещающим блоком, вследствие чего подъем висячего бока гипотетической пологой зоны был бы сопряжен с преодолением не только литостатического давления, но и бокового сопротивления штока габброидов боковому давлению базальтового блока, возникавшему при скольжении последнего вверх по нависающему сместителю Главного нарушения. Очевидно, в этих условиях направленных вверх растягивающих усилий по оси А было недостаточно, чтобы образовались субгоризонтальные полости (раздувы), подобные таковым в висячем боку нарушения. В последнем висячий бок пологой структуры преодолевал только литостатическое давление.

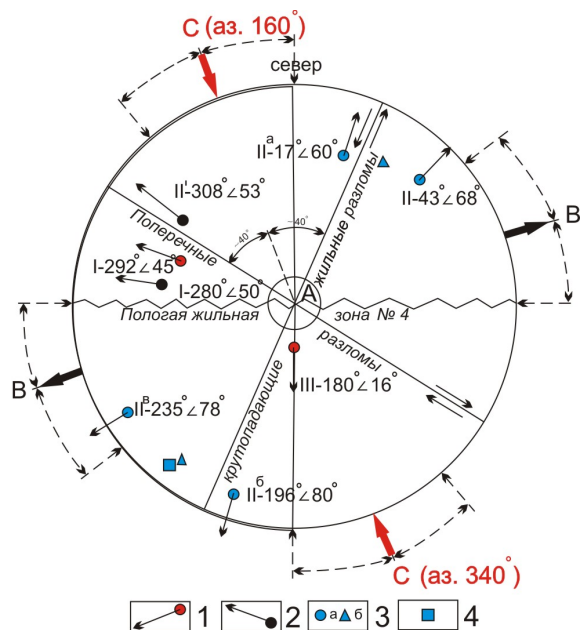


Рис. 14. Ориентировка главных осей напряжений на предрудном этапе. Оси: тангенциального сжатия (С), относительного растяжения в горизонтальной плоскости (В), растяжения, направленного вверх (А). 1) Полюса золоторудных кварцевых жил; 2) полюса золоторудных кварцевых жил на глубоких горизонтах месторождения (450 и 510 м); 3) полюса предрудных поперечных нарушений на диаграмме рис. 9 (а), в усредненном варианте (б); 4) полюс Главного нарушения

Усилия тангенциального сжатия в висячем боку пологой рудовмещающей зоны № 4 частично нейтрализовались усилиями растяжения, направленными вверх (по оси А). Вероятно, в меньшей степени, но нейтрализация имела место и глубже горизонта выклинивания пологой структуры (рис. 4) при том, что растягивающие усилия на глубоких горизонтах в условиях нарастающего литостатического давления были недостаточны для образования пологих полостей. Поэтому, выше пологой структуры и ее мысленного продолжения по падению образованы лишь непротяженные маломощные, большей частью слабо золотоносные жилы.

Место заложения и интенсивность структурной подготовки зоны дробления в контакте известняков и базальтов связаны с возникновением и развитием пологой жильной зоны № 4 в целом и отдельных ее участков. Формирование колчеданных залежей происходило в результате экранирования металлоносных растворов, двигавшихся по трещинам в вулканогенных породах, известняками. Экранирование обеспечивало растекание растворов вдоль контакта и концентрацию их там, где последний был наиболее проницаем. Существенно колчеданный состав руд здесь при умеренно сульфидном (до 20 %) кварцевом составе жил отражает обычное в мезотермальных золотых месторождениях явление возрастания степени сульфидности руд при взаимодействии металлоносных растворов с карбонатными вмещающими породами.

При рассмотренном плане деформаций предрудного этапа ось относительного растяжения В была примерно горизонтальна, ориентирована по линии СВ 70° – ЮЗ 250°, но она ничего не определяла.

Морфологические черты, детали внутреннего строения, ориентировка в пространстве, направления и амплитуды перемещения боков разломов-трещин, образованных *во время рудообразования*, свидетельствуют о том, что при подновлении ранних разломов и образовании новых, преобладающе мелких поперечных нарушений, ориентировка главных осей напряжений рудного этапа при сжатии сохранялась. Однако избирательная локализация в Берикеле промышленных рудных жил лишь в некоторых из имеющихся систем разломов, хотя и обычная в рудных полях кварцево-жильного типа, требует объяснения.

В этом плане представляет интерес тот факт, что сравнительно выдержанное по мощности кварцевое выполнение жил приурочено не только и не столько к полостям, образованным в изгибах рудовмещающих разломов при малоамплитудном скольжении их боков, сколько к обширным участкам разломов со спокойной ориентировкой. Это означает, что приоткрывание полостей рудовмещающих разломов происходило в условиях растя-

жения, ось которого была ориентирована примерно нормально к их простиранию (СЗ 290...310° – ЮВ 110...130°) и примерно параллельно поперечным нарушениям, которые оставались в силу этого закрытыми и слабо проницаемыми для металлоносных растворов. Отсюда представляется очевидным пульсирующий режим тектонических напряжений, при котором ориентированное сжатие многократно сменялось ориентированным растяжением. Сжатие инициировало подновление и образование разломов преимущественно сколового типа, многократное дробление рудно-минерального выполнения жил и повышение их проницаемости. Растяжение сопровождалось инъекциями порций металлоносных растворов, а в чередовании с ними – базальтовых расплавов. Проникновение растворов в пологую зону и отложение в ней рудного вещества обеспечивалось высокой степенью дробления пород, прежде всего в раздувах.

Поскольку главным событием данного этапа формирования месторождения было рудоотложение, постольку режим растяжения преобладал, он был тем фоном, на котором происходили импульсы сжатия с незначительными амплитудами перемещения боков разломов.

Послерудным тектоническим процессам свойственно ослабление тектонической активности. Ранние послерудные деформации происходили в условиях тангенциального сжатия с характером силового поля, аналогичным, по-видимому, таковому для предрудных и внутрирудных деформаций, поскольку возникли мелкие поперечные нарушения, имеющие признаки таких же нарушений предрудного и внутрирудного возраста. Вероятно, учитывая определенную аналогию с предрудными и внутрирудными деформациями, тектоническое сжатие носило импульсный характер, сменяясь периодами относительного покоя или растяжения.

Импульсный характер носили и поздние растягивающие напряжения, в результате которых последовательно образовались трещины отрыва, выполненные послерудными долеритами не менее чем двух генераций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. – 237 с.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах северо-востока Азии. – Магадан: СВ КНИИ ДВО РАН, 2003. – 196 с.
- Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 8–9. – С. 17–23.
- Хомичев В.Л. Модель золотоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации // Петрология и рудообразование. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2005. – С. 58–70.
- Русинова О.В., Русинов В.Л. Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45. – № 1. – С. 75–96.
- Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. – 1990. – № 10. – С. 78–91.
- Кучеренко И.В. Петрологические и металлогенические следствия изучения малых интрузий в мезотермальных золоторудных полях // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 1. – С. 49–57.
- Маракушев А.А., Русинов В.Л. Природа золотоносности углеродистых толщ // Доклады РАН. – 2005. – Т. 401. – № 4. – С. 515–520.
- Остапенко Н.С. Основные факторы и механизмы эндогенной концентрации золота (на примере месторождений Приамурья): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Благовещенск, 2007. – 46 с.
- Лавров Н.П., Лишневецкий Э.Н., Дистлер В.В. и др. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторож-

- дения Сухой Лог // Доклады РАН. – 2000. – Т. 375. – № 5. – С. 652–656.
11. Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46. – № 1. – С. 88–102.
 12. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений Забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 11. – С. 1158–1169.
 13. Лобанов М.П., Синцов А.В., Сизых В.И. и др. О генезисе продуктивных углистых сланцев Ленского золотоносного района // Доклады РАН. – 2004. – Т. 394. – № 3. – С. 360–363.
 14. Ганжа Г.Б., Ганжа Л.М. Золото-битумная минерализация в черносланцевой толще, Центральная Колыма // Руды и металлы. – 2004. – № 4. – С. 24–32.
 15. Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. и др. О соотношении кварцево-жильной золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализаций с платиноидами в черносланцевых толщах // Доклады РАН. – 2005. – Т. 400. – № 1. – С. 56–59.
 16. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золото-кварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. – 2006. – № 5. – С. 33–37.
 17. Нарсеев В.А. О генезисе золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах // Руды и металлы. – 1998. – № 5. – С. 70–75.
 18. Рафаилович М.С., Голованов И.М., Федоренко О.А. и др. Геолого-геохимические особенности гигантских месторождений золота в черных сланцах Центральной Азии // Поисковая геохимия: теоретические основы, технологии, результаты. – Алматы: НИИ природных ресурсов ЮГГЕО, 2004. – С. 63–83.
 19. Иванов А.И. Стадийность формирования золоторудных месторождений и опыт прогнозирования новых объектов в Бодайбинском рудном районе // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Труды Всеросс. научн. конф., г. Томск, 11–15 октября 2005 г. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – С. 258–263.
 20. Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухожолского типа // Отечественная геология. – 2005. – № 3. – С. 17–24.
 21. Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Спиридонов А.И. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады РАН. – 2006. – Т. 407. – № 6. – С. 793–797.
 22. Поляков Г.В., Изох А.Э. Научное наследие академика Ю.А. Кузнецова и актуальные проблемы формационного анализа магматических образований // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1235–1242.
 23. Бородин Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, юго-восточная Тува) // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 9. – С. 1074–1091.
 24. Рундквист Д.В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. – Л.: Недра, 1978. – С. 15–38.
 25. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Место крупных месторождений в рядах рудных формаций // Руды и металлы. – 1996. – № 5. – С. 56–63.
 26. Кучеренко И.В. Теория и практика формационного метода в рудной геологии. Ч. 1 // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 4. – С. 30–37.
 27. Сафонов Ю.Г., Горбунов Г.И., Пэк А.А. и др. Состояние и перспективы развития учения о структурах рудных полей и месторождений // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 5. – С. 386–420.
 28. Ляхов Ю.В., Попивняк И.В. О физико-химических условиях развития золотого оруденения Северной Бурятии // Известия АН СССР. Сер. геологич. – 1977. – № 6. – С. 5–18.
 29. Левицкий В.В., Демин Б.Г., Хренов П.М. и др. Физико-химические условия образования сульфидно-кварцевых жильных и вкрапленных зон Байкальской области // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 241. – № 5. – С. 1190–1192.
 30. Левицкий В.В., Демин Б.Г., Барышев А.С. и др. Определение рудных и подрудных горизонтов кварцево-жильных и жильных зон Ленской провинции по физико-химическим данным // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 245. – № 6. – С. 1442–1447.
 31. Левицкий В.В., Демин Б.Г., Намолов Е.А. и др. Распределение летучих компонентов в золоте, сульфидах и кварце рудных зон Ленской провинции // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 249. – № 6. – С. 1447–1449.
 32. Левицкий В.В., Викулова В.П., Демин Б.Г. и др. Сравнительный анализ золото-углеродисто-сульфидно-кварцевых руд и металлоорганических соединений // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 255. – № 6. – С. 1471–1474.
 33. Голышев С.И., Гриненко В.А., Падалко Н.Л. и др. Условия формирования сульфидов на золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау (по изотопным данным) // Геохимия. – 1985. – № 2. – С. 209–215.
 34. Одинцова И.В., Николенко А.Е. Стадийность и физико-химические условия образования гидротермального оруденения Каралонского узла // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Тез. докл. к регион. научной конф. – Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 1986. – С. 107–108.
 35. Одинцова И.В., Исаков Ю.А., Левицкий В.В. Особенности эволюции изотопного состава свинцов галенитов Каралонского золоторудного узла // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Тез. докл. к регион. научной конф. – Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 1987. – С. 42–44.
 36. Кучеренко И.В., Миков А.Д., Рубанов В.А. и др. Тектонические факторы рудообразования и элементы минеральной зональности в одном из кварцево-жильных месторождений золота Восточной Сибири // Вопросы структурной геологии. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1987. – С. 28–41.
 37. Гишпер Н.А. Поведение рудообразующих флюидов при формировании одного из золоторудных месторождений Енисейского края // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 177–185.
 38. Ляхов Ю.В. Термобарогеохимия разноглубинных золоторудных формаций // Минералообразующие флюиды и рудогенез. – Киев: Наукова думка, 1988. – С. 104–122.
 39. Ляхов Ю.В. Флюидный режим рудообразующих процессов и факторы концентрации золота в разноглубинных условиях // Минералогический сборник. – 1988. – Вып. 2. – № 42. – С. 26–33.
 40. Ляхов Ю.В., Головченко Н.Г., Кучиев А.А. и др. Термобарогеохимическая зональность и дискретность развития гидротермального рудообразования (на примере месторождений золота, свинца, цинка и ртути) // Минералогический сборник. – 1990. – Вып. 1. – № 44. – С. 67–74.
 41. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих

- флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Доклады РАН. – 2000. – Т. 371. – № 1. – С. 88–92.
42. Жилиева А.И., Наумов В.Б., Кудрявцева Г.П. Минеральный состав и флюидный режим формирования золоторудного месторождения Юбилейное (Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2000. – Т. 42. – № 1. – С. 63–73.
 43. Томиленко А.А., Гибшер А.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. – 2001. – № 2. – С. 167–177.
 44. Левицкий В.В., Развозжаева Э.А., Демин Б.Г. и др. Асфальтены нефтей и золотых руд – концентраты металлоорганических соединений // Доклады АН СССР. – 1983. – Т. 270. – № 1. – С. 196–199.
 45. Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М. и др. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудн. месторожд. – 2002. – Т. 44. – № 2. – С. 116–124.
 46. Шер С.Д. Околорудные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. – М.: Недра, 1966. – С. 282–291.
 47. Михеев В.Г., Смышляев В.Н., Середенко Г.А. Минералогическая особенность околорудно измененных пород золоторудного месторождения Советского (Енисейский кряж) // Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. – Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1975. – С. 108–114.
 48. Пузанов А.А. Первичные ореолы Советского золоторудного месторождения // Геохимические поиски по первичным ореолам. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 73–80.
 49. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. – 1986. – № 12. – С. 24–28.
 50. Кучеренко И.В. Петролого-геохимические свидетельства геолого-генетической однородности гидротермальных месторождений золота, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 311. – № 1. – С. 25–35.
 51. Русинов В.Л., Русинова О.В. Метасоматические процессы в углеродистых толщах в региональных зонах сдвиговых деформаций // Доклады РАН. – 2003. – Т. 388. – № 3. – С. 378–382.
 52. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50. – № 1. – С. 3–46.
 53. Загрузина И.А., Голубчина М.Н., Искандерова А.Д. и др. Основные итоги геохронологических и изотопных исследований в зоне Байкало-Амурской магистрали и прилегающих районах // Изотопный возраст горных пород и его геологическая интерпретация. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984. – С. 85–95.
 54. Кучеренко И.В. О фосфор-магний-титановой специализации золотоносных березитов // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 293. – № 2. – С. 443–447.
 55. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Часть 1 // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 2. – С. 49–55.
 56. Кучеренко И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Часть 2 // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – № 3. – С. 35–42.
 57. Chappell B.W., Stephens W.E. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas // The origin of Granites. Earth Sci. – 1988. – V. 79. – P. 71–86.
 58. Схема корреляции магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. А.Ф. Морозова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 1 с.
 59. Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Под ред. Н.А. Берзина, А.Д. Ножкина, В.Л. Хомичева, Г.А. Бабина. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. – 280 с.
 60. Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Киреев А.С. Принципы и методы интегрального тектонического районирования территории России // Региональная геология и металлогения. – № 13–14. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – С. 9–21.
 61. Бондаренко В.П., Федоровско-Талановское золоторудное месторождение и его перспективы (Кузнецкий Алатау) // Золото Сибири: Тр. Второго Междунар. симп., Красноярск, 4–6 декабря 2001 г. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. – С. 171–172.
 62. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Сандомирова Г.П. и др. Новые данные по Rb-Sr возрасту золотых месторождений Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. – 1999. – Т. 365. – № 1. – С. 108–111.
 63. Алабин Л.В. Крупная золоторудная зона Западной Сибири // Золото Сибири: Тр. II Междунар. симп., г. Красноярск, 4–6 декабря 2001 г. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. – С. 67–68.
 64. Кучеренко И.В., Грибанов А.П. Взаимоотношения дайковых образований с золоторудными кварцевыми жилами в Бериккульском рудном поле // Известия Томского политехнического института. – 1968. – Т. 134. – С. 153–158.
 65. Пэк А.В., Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. – 1960. – № 4. – С. 14–28.

Поступила 04.06.2008 г.